

东海冲绳海槽天然气水合物的资源前景

方银霞 黎明碧 金翔龙

(国家海洋局海底科学重点实验室 浙江 杭州 310012)

摘要 在海底天然气水合物的形成与稳定分布条件认识的基础上,分析了东海冲绳海槽的地质特征,认为冲绳海槽附近海域具有形成天然气水合物的有利环境,是中国邻近海域天然气水合物的资源前景区。并综合冲绳海槽的水深、沉积特征、地温梯度等地质条件,分析了冲绳海槽天然气水合物稳定带的垂直和水平分布状况,通过水合物稳定带的厚度与面积的估算,对冲绳海槽附近海域的天然气水合物资源前景作了初步的评估。

关键词 天然气水合物 冲绳海槽 资源前景

海底天然气水合物是一种不同于石油、天然气的固体能源资源,它的产地受一定的地理位置和地质条件的约束。目前已知海底天然气水合物出露地区常常为海洋过渡带、边缘海和内陆海的大陆坡、海槽、水下山、水下盆地等,而海底沉积物都是沉积速率大、富含有机质为特征的新生代陆源沉积,其赋存的岩石大多数为粉砂质泥岩和泥质砂岩,少数为坡积岩和砂岩。海底天然气水合物还受裂隙和断裂的影响,往往分布于岩石的断裂裂隙、空洞或岩石层理中,其形态受岩石层理和构造的控制^[1~3]。所以天然气水合物的形成不仅需要一定的温度、压力和充足碳氢化合物气源等条件,还需要有利的地质构造环境,如特殊的区域地质构造位置、合适的沉积环境和有利的流体迁移条件等。

1 天然气水合物的稳定带

许多气体(如乙烷、丙烷、二氧化碳、硫化氢等)都具有在较大的温度—压力范围内形成天然气水合物的性能,以甲烷为主的天然气水合物的形成则需要更低的温度(0~10℃)和更高的压力(1~10 MPa),在世界90%的海洋中某一深度以下都有天然气水合物稳定存在的温—压场(图1)。只要沉积物中有充足的粒间孔隙以便形成笼形骨架,并且有充足的甲烷和水,如年轻的、欠压实的海洋碎屑沉积物地层内一般具有充足的孔隙和大量的孔隙水。当源于沉积物自身的生物成因的浅成气和热成因的深成气在向上迁移过程中进入该温—压场中,充满了沉积物的孔隙,就可以形成天然气水合物稳定带HSZ(Hydrate Stability Zone)。水合物稳定带的厚度主要受控于水深,水深越大,HSZ的厚度越大。在水合物稳定带中天然气水合物尽可能地充填沉积物的孔隙,从而形成了一个无渗透性的盖层,因而在其下方能够捕获大量的游离气。天然气水合物稳定带的基底BHSZ(Base of Hydrate Stability Zone)代表了游离气—天然气水合物和游离气—水之间的准稳定相边界,它主要受压力和温度的控制,局部也可能受地球化学条件的影响^[4],在地震剖面上即表现为似海底反射层BSR(Bottom Simulating Reflector)。

由于天然气水合物可以有效地粘结碎屑颗粒,降低沉积物孔隙度,它的存在改变了沉积物的地球物理性质,使水合物沉积层(HDZ—Hydrate Deposit Zone)在地球物理方面表现为较高的电阻率,较大的地震传播速度,小的声波时差,低的自然电位幅度等特征,所以地震剖面上含天然气水合物沉积层的底部会产生声阻抗反差界面,由于该界面与海底基本平行,故称为似海底反射层BSR^[5]。BSR深度与天然气水合物压力—温度稳定区的理论底界一致,所以BSR是识别天然气水合物最有意义的标志之一,它暗示着天然气水合物稳定带底界的存在。

2 冲绳海槽的地质特征

冲绳海槽在地质构造上位于新生代环太平洋构造带西部边缘岛弧的内侧,处在欧亚板块和太平洋板块的相互作用带上,是晚喜马拉雅期大洋板块俯冲导致火山弧后扩张而形成的,属于太平洋沟、弧体系中的一个扩张型半深海弧后盆地。海槽呈北北东走向,其北部与日本天草褶皱带相联,南侧插入台湾岛东部,南北长约1 200 km,东西宽约100 km。海槽南深北浅,最大深度出现在海槽南部,为2 700 m。海槽东西两侧以阶梯状正断层与陆架边缘隆起带和琉球岛弧隆起带分界,形成了裂谷式断陷。海槽基底由复杂变质的下第三系岩层和侵入体组成,厚度超过1 200 m,上覆巨厚(4 000~5 000 m)的第三纪晚期至第四纪沉积物,为砂质混浊岩和火山碎屑岩。海槽内地震活动频繁,地热流值高,内部年轻断裂相当发育,具有明显的拉张裂陷性质,表明冲绳海槽是一个扩张初期的裂谷构造,张裂活动可能始于中新世末或上新世初^[6~7]。

由于冲绳海槽是一个扩张初期的裂谷构造,地热流值高,而温度是有机质转化为烃类的重要因素,现代研究认为中国邻近海域绝大多数的油气田分布于中热体制场和高热体制场中,所以属于高热流分布区的冲绳海槽地温梯度较高,有利于烃类的生成。冲绳海槽的沉积物分布显示海槽西北侧主要是陆源和生物源成分,其中的有机质可被海底的厌氧菌所消化并产生大量的甲烷。而且目前已经在冲绳海槽的中南部发现多处热液喷发和热液矿床^[8],说明海槽底部有高温的热地幔物质上拱,会带来大量的深源热成气,这都为天然气水合物的形成提供了充足的物质来源。

天然气水合物的形成必须有一定的通道将烃类气体和水运移到适合其形成和保存的稳定区域,在一般情况下,正常的沉积和压实作用是不能直接导致水合物形成的。而活动大陆边缘在俯冲作用下,沉积层遭受补偿应力和重力挤压,含烃类流体就会向上渗透。冲绳海槽经历了中新世末和上新世末两次构造运动,在其北部产生了一定规模的褶皱和冲断断层,上

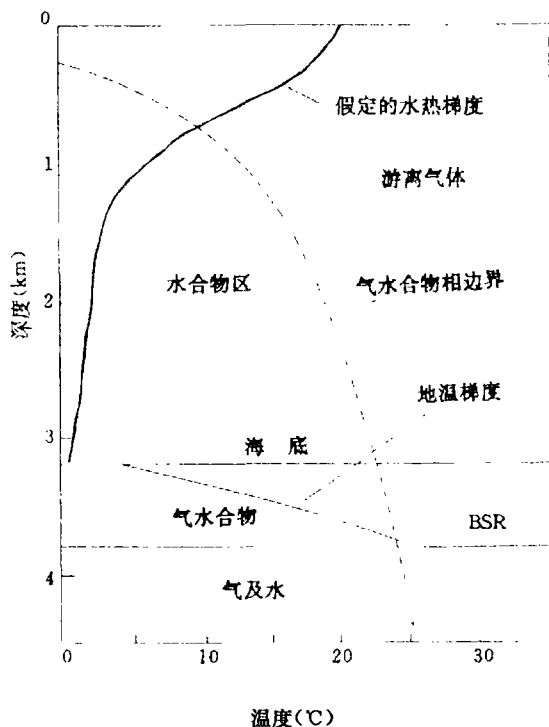


图1 天然气水合物的压力(深度)—温度稳定区间

新世—更新世海槽南部的扩张活动则在其南部形成相当多的年轻断层,这些断裂系都为烃类气的运移创造了有利条件。

另外岩性、沉积速率等也是影响天然气水合物分布的重要因素,冲绳海槽内堆积了较厚的上新世—第四纪沉积层,沉积岩类型主要为粘土质粉沙、粉沙质粘土、有孔虫—粉沙—粘土和泥,都比较适合于水合物的形成。而高沉积速率有利于有机质的保存和转化,冲绳海槽的沉积速率比大洋快,尤其在槽底和西陆坡坡角,可达 40 cm/ka,这可能是因为西坡紧靠大陆架,陆源碎屑物质来源丰富,沉积速率较快^[9~10]。

综合冲绳海槽的构造背景和地质特征分析,只要在天然气水合物的稳定温压场分布海域,除去一些如陡坡和裂谷等剥蚀区、火山分布区、海槽底部的深海平原区等,尤其是在海槽的西南坡,表现出具备天然气水合物稳定带分布的特征。事实上在海槽的西南侧已经发现了比天然气水合物形成条件还苛刻的二氧化碳水合物^[11],而且我们通过地震资料的二次处理与解释也在海槽西北边坡的南部识别出天然气水合物存在的标志——BSR^[12]。说明冲绳海槽的地质构造环境是有利于天然气水合物的形成与保存的。

3 冲绳海槽天然气水合物稳定带的确定

天然气水合物稳定带厚度可以利用地球物理方法,通过获取的地震速度异常,或测井曲线的异常来计算,也可以利用地球化学方法,通过沉积物孔隙水的氯度异常来求取。根据目前我们所掌握的资料来看,天然气水合物稳定带的厚度主要通过以下两种方法求取,一是通过地震剖面上似 BSR 的识别,以 BSR 作为天然气水合物稳定带的底界来换算其厚度。二是通过地温梯度和水温变化曲线,结合天然气水合物稳定曲线,用作图法求出各地区的不同水深的天然气水合物稳定带厚度,本文主要采用第二种方法进行计算。

冲绳海槽属于西太平洋边缘弧后扩张形成的年轻裂谷盆地,具有较高的热流值,相应的地温梯度也很高,而且冲绳海槽的地温梯度在平面上分布极不均匀^[13],且高值点和低值点紧邻分布,造成这种现象的原因还有待于进一步研究。但从总体分布看,不同地区仍有明显的差异,主要表现为南部较低,中部最高,北部次之,因此将冲绳海槽划分成三个地区,即以纬度 26 度划分南区和中区,以纬度 28 度划分中区和北区。根据地温梯度的分布情况,南区平均地温梯度取值为 70℃/km,中区的平均地温梯度取值为 140℃/km,北区的平均地温梯度取值为 100℃/km。冲绳海槽的水温资料主要是依据中日黑潮调查获得的实测数据,海水温度变化曲线相对比较一致。表层水的温度随季节的不同而不同,变化范围为 20~29℃,但在水深 400 m 以下水温及变化趋势基本稳定,海底温度基本保持在 4℃左右。

由于海底地形变化大,本文天然气水合物稳定带厚度的计算暂采用平均厚度来表示,以简化计算过程。图 2 为海底天然气水合物不同温压条件下的稳定曲线,水温变化曲线为本区的实测水温数据曲线,两条曲线的交点对应的水深约为 600 m,表明在本区的水温条件下,600 m 水深以下地区才具备天然气水合物形成和稳定分布的温压条件。根据不同地区的地温梯度作图,可求出不同地区各深度的天然气水合物稳定带的厚度(如表 1),例如在 70℃/km 的地温梯度下,800 m 水深处水合物稳定带厚度为 110 m,1 000 m 水深处水合物稳定带厚度为 154 m,依次类推,2 400 m 水深处水合物稳定带厚度为 264 m,最后得出在 70℃/km 的地温梯度下,水合物稳定带的平均厚度为 200 m。

表 1 各地区不同水深的天然气水合物稳定带厚度(m)

	800 m	1 000 m	1 200 m	1 600 m	2 000 m	2 400 m	平均厚度
70℃/km	110	154	200	220	253	264	200
100℃/km	66	110	132	154	176	187	90
140℃/km	44	55	66	88	99	110	55

目前天然气水合物资源分析中,确定海底天然气水合物分布面积也主要采用两种方法,一种是直接根据解释的BSR分布圈定其分布面积,如果BSR已得到证实,用这种方法更为直观可信,但有些已发现有的天然气水合物的海域并不伴有BSR,如ODP164航次的994站位的情况,从而使估算的资源量偏低。另一种方法是根据天然气水合物稳定曲线,应用研究区的实测温度、压力和水深资料求出研究区的天然气水合物的理论分布面积。本文天然气水合物分布面积的确定主要采用后一种方法。其中假设天然气的生成量满足天然气水合物形成的需要。在这些假设下,需考虑的因素主要包括以下几个方面:

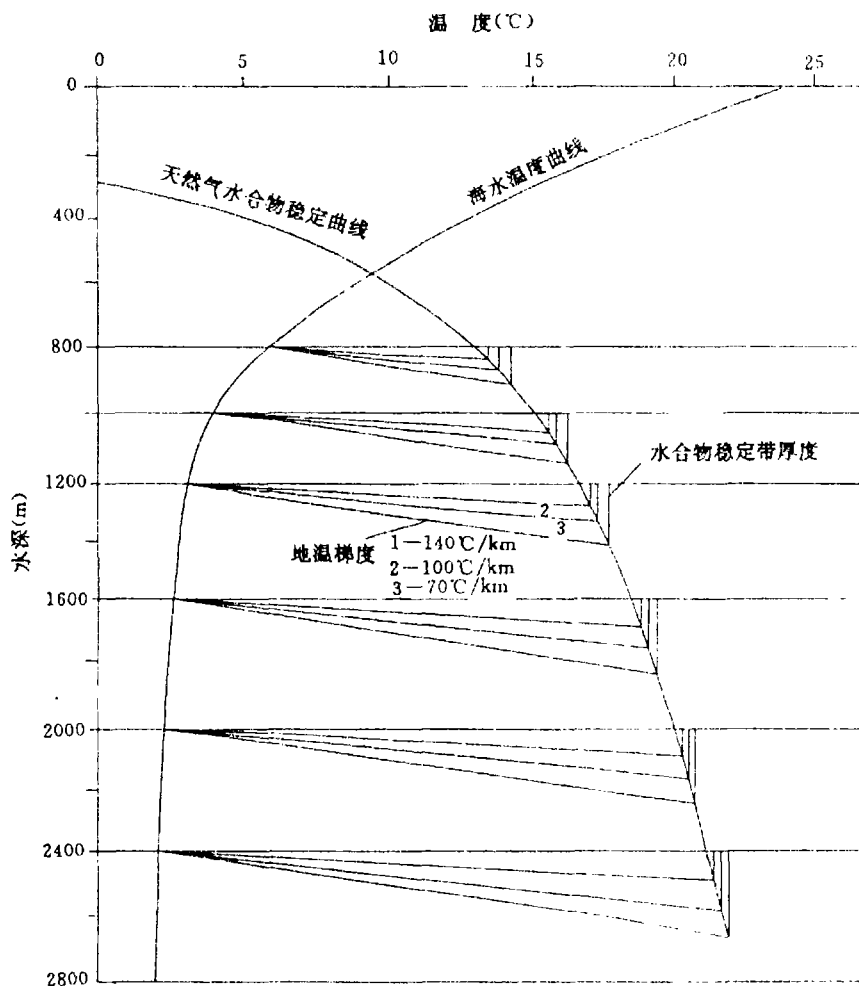


图 2 海底天然气水合物不同温压条件下的稳定曲线

(1) 有机质丰度大于 0.5%, 因为一般认为有机质丰度小于 0.5%, 则不利于天然气的生成, 因此 0.5% 的有机质丰度可作为计算天然气水合物分布的边界。

(2) 水深大于 600 m, 从图 2 可知, 冲绳海槽附近海域 600 m 水深以下才具备天然气水合物形成的温压条件, 因此以 600 m 水深线作为计算天然气水合物分布面积的边界。

(3) 还要考虑海槽内部分基岩出露区和火山活动区, 这些地区的沉积岩很薄、沉积速率低, 不利于天然气水合物的形成。

鉴于上述考虑, 即 600 m 水深线以内仍有由于岩性、沉积速率、基岩出露区和火山活动区等, 同时由于目前的资料尚不足以圈定它们的分布面积, 在计算中还假定 600 m 水深线以内的面积只有 60% 地区有利于天然气水合物的形成和分布, 据此得到冲绳海槽海底天然气水合物稳定带的分布面积大约为 57 750 km²。

4 冲绳海槽天然气水合物资源量的初步评估

目前国际上天然气水合物中天然气的体积一般用下列公式计算:

$$V = Z \times A \times P \times H \times E$$

其中, V 为天然气的体积(m³), Z 为天然气水合物稳定带的厚度(m), A 为含天然气水合物的面积(m²), P 为沉积物的平均孔隙度(%), H 为天然气水合物稳定带中水合物充填的孔隙百分比(%), E 为天然气水合物分解形成天然气的体积当量^[14], 研究表明在标准压力和温度下, 1 m³ 的天然气水合物分解可形成 160~170 m³ 的天然气, 在计算中采用了中间值 165。

例如 ODP164 航次在布莱克海台的勘探查明了该海域确实存在天然气水合物, 并初步确定了天然气水合物资源量估算的各参数(表 2), 其中天然气水合物的分布面积大约为 26 000 km², 按上述计算方法得到该海域仅天然气水合物就含约十多亿立方米的天然气^[14]。

表 3 布莱克海台海底天然气水合物资源量的估算结果

站点	天然气水合物 沉积层厚度 (m)	沉积物的 孔隙率 (%)	天然气水合 物的饱和度 (%)	天然气水合物 的体积/km ² (m ³)	天然气水合物中含 天然气的体积/km ² (m ³)
994	216.8	57.0	3.3	4 083 577	669 970 673
995	257.0	58.0	5.2	7 731 352	1 267 941 673
997	264.5	58.1	5.8	8 839 915	1 449 746 073

天然气水合物稳定带一般均为浅层沉积物, 成岩差, 孔隙度高, 且随岩性不同变化较大, 国外此类估算一般采用 40% 的平均值。冲绳海槽海域由于实测孔隙度资料少, 为了使计算结果具有可比性, 在计算中也采用 40% 的孔隙度平均值。根据现有的实测、钻井和地震反演的结果, 天然气水合物稳定带孔隙中天然气水合物的含量变化较大, 其中陆地冻土带较高, 可大于 10%, 而海域则相对较低, 据 164 航次的钻井资料, 布莱克海台地区的含量一般为 1%~10%, 少数层段大于 10%。因此在计算中采用 5% 作为平均值, 即沉积物孔隙中有 5% 被天然气水合物所充填。

根据以上参数和假设, 计算出冲绳海槽海底天然气水合物中天然气的资源量, 共计含天然气约 2.413×10^{13} m³。与中国常规天然气的总资源量约 3.8×10^{13} m³ 和总煤成气资源量 3.0×10^{13} m³ 相比, 冲绳海槽的天然气水合物中天然气的资源量是一个很大的数值。但基于

目前对天然气水合物的认识,以及我们在选取参数时尽可能地保守或直接取下限值,我们认为这个理论值应该是可信的。尽管如此,这个理论值的风险或不确定性也是存在的,主要来自以下几个方面。

(1) 计算中假设天然气的生成量满足天然气水合物形成的需要。

(2) 计算中采用的地温梯度平均值的误差也是影响最终计算结果的重要因素。由于天然气水合物的形成和稳定分布主要受温压条件的控制,地温梯度的变化极大的影响天然气水合物稳定带的厚度。

(3) 另外,需要指出的是,天然气水合物在沉积物中的分布是分散块状、带状的或浸染状的,其天然气资源和常规天然气资源有很大区别,它的开发和利用前景取决于相关技术的发展和提高。但作为巨大的天然气后备资源,其前景无疑是十分诱人的。

主 要 参 考 文 献

- 1 Panayev V A: Gas hydrates in the oceans. *International Geology Review*, 1987, 29(5): 596~602.
- 2 Gornitz V, Fung, I. Potential distribution of methane hydrates in the world's oceans. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, 8(3): 335~347.
- 3 史斗,孙成权,朱岳年编. 国外天然气水合物研究进展. 兰州: 兰州大学出版社, 1992.
- 4 Xu W, Ruppel C. Predicting the occurrence, distribution, and evolution of methane gas hydrate in porous marine sediments. *J. Geo-phys. Res.*, 1999, 104: 5081~096.
- 5 Miller J J, Lee M W, von Huene R. An analysis of seismic reflection from the base of a gas hydrate zone, off-shore Peru. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 1991. 75: 910~924.
- 6 金翔龙主编. 东海海洋地质. 北京: 海洋出版社, 1992.
- 7 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 等主编. 东海地质. 北京: 科学出版社, 1987.
- 8 高爱国. ODP 与冲绳海槽海底热水活动研究. *海洋科学*, 1996, (3): 25~30.
- 9 孟宪伟, 王永吉, 吕成功. 冲绳海槽中段沉积地球化学分区及其物源指示意义. *海洋地质与第四纪地质*, 1997, 17(3): 37~42.
- 10 李培英, 王永吉, 刘振夏. 冲绳海槽年代地层与沉积速率. *中国科学(D 辑)*, 1999, 29(1): 50~56.
- 11 侯增谦, 艾永德, 曲晓明, 等. 岩浆流体对冲绳海槽海底成矿热水系统的可能贡献. *地质学报*, 1999, 73(1): 57~65.
- 12 方银霞, 金翔龙, 杨树锋, 等. 冲绳海槽西北边坡天然气水合物的初步研究. *海洋学报*, 2000, 22(增刊): 175~179.
- 13 喻普之, 李乃胜主编. 东海地壳热流. 北京: 海洋出版社, 1992.
- 14 Paull C K, Matsumoto R, Wallace P J, Dillon W P (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results*, 164: College Station, TX (Ocean Drilling Program).